

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЛИСТВЕНИТЫ — НОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРЕ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

А. И. ГОНЧАРЕНКО (ТГУ)

Золотоносные листвениты, установленные в гипербазитах северной части Кузнецкого Алатау [3], являются новым для этого региона перспективным типом золотооруденения. Зона лиственитов приурочена к восточному контакту гипербазитового массива гор Северной — Зеленой с амфиболовыми сланцами и насыщена маломощными кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами, сопровождающими дайки гранит-порфиоров (рис. 1). Внутреннее строение зоны осложняется интенсивным, локально развитым смятием и дроблением пород.

По составу исходных пород в указанной зоне выделяются два типа образований — орто- и эпилиствениты [5]. Ортолиствениты как продукты метасоматического изменения гипербазитов являются наиболее распространенными породами и слагают эндоконтактовую часть массива. Непосредственно к ортолиственитам по зоне смятия примыкают эпилиствениты, возникшие в результате метасоматического преобразования вмещающих амфиболовых сланцев.

Среди ортолиственитов ведущая роль принадлежит тальк-карбонатным породам, слагающим внешнюю зону метасоматически измененных гипербазитов. Эти образования постепенно через тальк-карбонат-серпентиновые и карбонат-серпентиновые породы переходят в неизменные серпентиниты. Тальк-карбонатные породы окрашены в светлый или желтовато-серый цвет, грубо рассланцованы, иногда сильно перемятые и часто внешне похожи на тальковые сланцы.

Под микроскопом устанавливается гранолепидобластовая структура пород, характеризующаяся равномерным расположением тонкозернистого агрегата магнезита (размер зерен 0,05—0,01 мм) в тонкочешуйчатой основной ткани талька. Иногда такая структура осложняется присутствием более крупных (до 1—2 мм) зерен и неправильных жилковидных скоплений брейнерита. Соотношение карбоната и талька изменяется в широких пределах, что в ряде случаев приводит к возникновению, с одной стороны, существенно тальковых, с другой — почти мономинеральных карбонатных пород. Из примесей в лиственитах отмечается присутствие серпентина, фуксита, хлорита. Рудные минералы представлены реликтовыми зернами хромшпинели, а также магнетитом и пиритом.

В результате последующего метасоматического изменения гипербазитов возникают кварцево-тальк-карбонатные породы. При этом текстура тальк-карбонатных пород становится массивной, а структура —

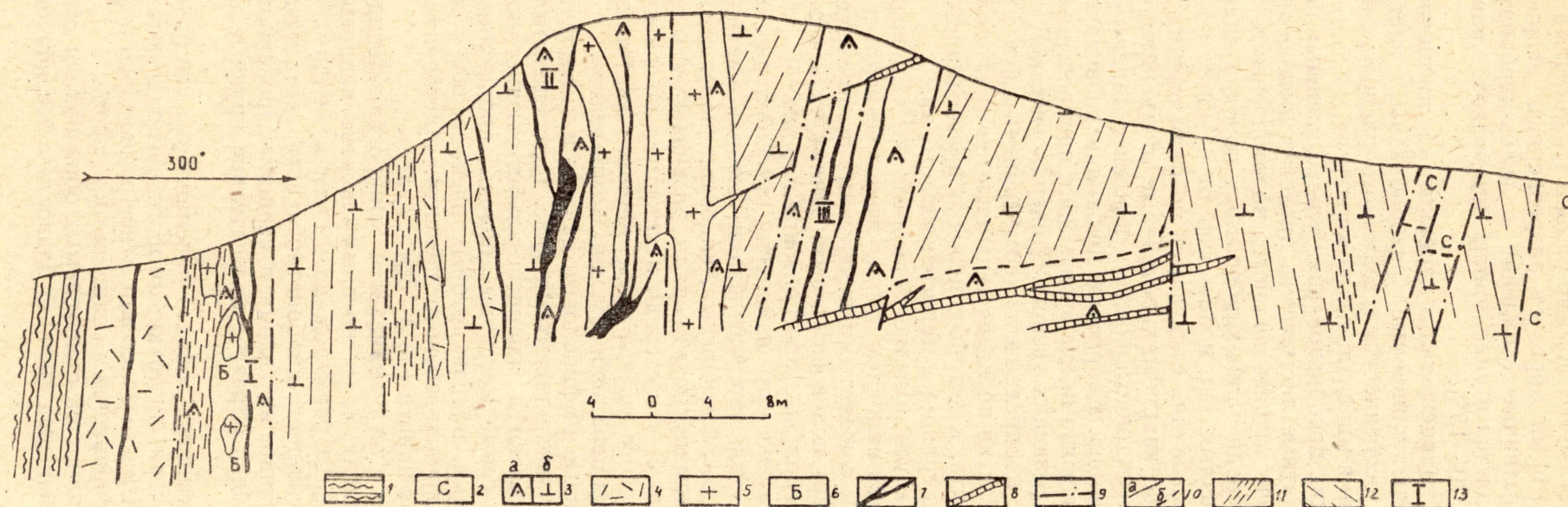


Рис. 1. Геологический разрез по зоне лиственитов в районе горы Зеленой.

1— амфиболовые сланцы; 2— серпентиниты; 3— ортолиствениты; а) тальк-карбонатные породы, б) кварцево-карбонатные породы; 4— эпилиствениты; 5— дайки гранит-порфиров; 6— березитоподобные кварцево-слюдистые породы; 7— кварцевые жилы; 8— кварц-полевошпатовые жилы; 9— тектонические трещины; 10— геологические границы. а) резкие, б) постепенные; 11— зоны смятия; 12— направление сланцеватости пород; 13— золоторудные зоны

мелкозернистой. В составе их, помимо талька и карбоната, отмечается появление кварца, который образует разрозненные, неправильные по форме зерна и агрегативные скопления в тальк-карбонатной массе. Иногда кварц обособляется в виде тонких прожилков. Содержание его колеблется от 1—2 до 10—15%.

Микроструктура кварцево-тальк-карбонатных лиственитов грано-лепидобластовая. Устанавливаемые разнообразные вариации этой структуры связаны с особенностями взаимного расположения и количественного соотношения минеральных компонентов.

При более глубоких преобразованиях ультраосновных пород возникают кварцево-карбонатные листвениты, представляющие практический интерес, так как в ряде случаев являются золотоносными. Листвениты этого типа залегают среди тальк-карбонатных пород в виде круто поставленных плитообразных тел мощностью от 1 до 8 м и от других метасоматических образований отличаются по ряду структурно-текстурных признаков. Внешне кварцево-карбонатные листвениты представляют собой очень плотные тонкозернистые породы с характерной сеткой тонкопрожилкового кварца. Кварцевые прожилки развиваются обособленно или являются апофизами кварцевых жил, приуроченных к системе параллельных, крутопадающих трещин. Минералогический состав лиственитов весьма прост и определяется комбинацией двух минералов — кварца и карбоната. Состав последнего изменяется от слабожелезистого магнезита до брейнерита, к которому нередко присоединяется доломит. Микроструктура пород грано- и гетерогранобластовая.

Среди ортолиственитов выделяется особый тип калиевых лиственитов, которые отличаются наличием в их составе мусковита и флогопита. Листвениты обогащены слюдистыми минералами на контакте с дайками гранит-порфиров и кварц-полевошпатовыми жилами, где в ряде случаев фиксируются мономинеральные флогопитовые породы.

Процесс метасоматического изменения амфиболовых сланцев по своему характеру близок к пропилитизации, которая выражена образованием эпидота, кварца, клиноцоизита, альбита, диопсида, актинолита, хлорита, кальцита. Упомянутые минералы развиваются в виде редких прожилков шириной до 3—5 см среди исключительно свежих сланцев. Текстура прожилков часто оказывается тонкополосчатой за счет зонального распределения порообразующих компонентов.

Пропилитизированные амфиболовые сланцы на контакте с ортолиственитами сменяются эпистивенитами (рис. 1), среди которых наиболее характерными являются кварцево-альбит-слюдисто-карбонатные разности. Внешне это серые массивные породы, пронизанные тонкими кварцевыми прожилками, вблизи которых располагаются мелколистватые скопления изумрудно-зеленого фуксита. Листвениты содержат повышенное количество пирита (до 3—5% и более).

Под микроскопом устанавливается микрогранолепидобластовая структура пород, основная масса которых сложена неправильными по форме зернами карбоната размером до 0,1 мм и мелкими чешуйками мусковита. На фоне слюдисто-карбонатного агрегата отчетливо выделяются участки, состоящие из кварца и серицитизированного альбита, причем последний нередко образует относительно крупные (до 0,2 мм) индивиды.

В тектонически активных зонах в апосланцевых лиственитах отмечается появление битотита, листочки которого располагаются в кварцево-альбит-карбонатной массе более или менее равномерно и своим удлинением совпадают с направлением сланцеватости пород.

Из других разновидностей описываемых образований следует отметить наблюдаемые в непосредственной близости с амфиболовыми слан-

Таблица 1

Химический состав исходных пород, орто- и эпидиастенитов

№ анали- зов	1	Ортолиствениты						8	Эпидиастениты					
		2	3	4	5	6	7		9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40,18	33,04	32,43	20,88	43,32	30,49	28,17	51,78	43,00	39,06	40,45	32,90	43,48	33,98
TiO ₂	0,03	0,13	0,05	0,13	0,12	0,04	0,03	0,42	0,66	0,80	0,62	0,54	0,94	0,91
Al ₂ O ₃	0,76	0,26	0,49	0,23	2,33	1,03	1,16	14,14	12,98	16,16	15,69	11,19	12,92	14,18
Fe ₂ O ₃	3,58	2,39	2,11	1,78	1,27	0,91	0,11	3,11	3,78	3,10	1,99	4,97	3,37	2,96
Cr ₂ O ₃	0,52	0,40	0,30	0,44	0,19	0,25	0,24	—	0,26	0,12	0,02	0,08	0,20	0,10
FeO	3,59	2,51	3,89	4,67	3,58	4,64	5,36	11,29	8,62	10,42	7,94	8,08	8,44	12,21
NiO	0,28	0,27	0,16	0,16	0,14	0,11	0,16	—	0,14	—	—	0,03	0,01	—
MnO	0,15	0,25	0,20	0,34	0,12	0,13	0,17	0,05	0,19	0,25	0,13	0,34	0,32	0,32
MgO	42,93	33,64	30,30	32,33	22,31	30,09	29,76	2,28	11,04	9,60	5,23	7,42	6,55	6,44
CaO	—	—	0,69	—	1,41	0,22	0,28	9,94	10,45	7,22	5,69	9,04	7,01	10,79
Na ₂ O	—	—	0,07	—	0,10	0,05	0,05	3,55	1,18	1,06	2,89	0,65	1,27	0,78
K ₂ O	—	—	0,15	—	0,78	0,08	—	0,60	1,62	1,36	3,00	3,47	3,47	2,83
H ₂ O	8,20	4,06	4,51	8,10	2,84	3,50	5,08	2,07	1,80	2,40	2,10	1,91	2,28	1,44
CO ₂	—	23,10	24,08	30,06	20,79	28,00	29,97	0,14	5,20	9,64	13,22	16,57	9,78	10,90
P ₂ O ₅	0,03	0,05	—	0,06	—	0,01	0,04	0,66	0,09	0,05	0,02	0,09	0,06	0,14
S	0,06	0,03	0,09	0,03	0,08	0,10	0,01	—	0,04	0,03	0,64	2,37	0,14	1,13
Σ	100,31	100,11	99,53	99,21	99,08	99,65	100,60	99,49	101,05	101,33	99,64	100,13	100,24	99,11
Uo6.	2,71	2,81	2,49	2,86	2,69	2,74	2,76	2,94	2,86	2,88	2,74	2,80	2,91	2,81

Примечание. 1 — серпентинит; 2 — тальк-карбонатная порода; 3 — кварцево-слюдисто-карбонатная порода; 4 — кварцево-тальк-карбонатная порода; 5 — слюдисто-кварц-карбонатная порода; 6 — тальк-кварц-карбонатная порода; 7 — кварцево-карбонатная порода; 8 — амфиболовый сланец; 9 — карбонат-альбит-актинолитовая порода; 10 — альбит-слюдисто-актинолит-карбонатная порода; 11, 12 — кварцево-слюдисто-альбит-карбонатные породы; 13 — биотит-альбит-кварцево-карбонатная порода; 14 — хлорит-карбонат-альбит-слюдистая порода.

Формулы пород, рассчитанные по атомно-объемной системе [4]

Ортолиствениты

N ₁ ^v	Si _{109,1}	Al _{2,2}	Fe ⁺³ _{7,3}	Cr _{1,1}	Fe ⁺² _{8,1}	Ni _{0,6}	Mn _{0,3}	Mg _{175,7}	Ca ₀	Na ₀	K ₀	[O _{418,7} (OH) _{74,2}]	492,9
N ₂ ^v	Si _{95,5}	Al _{3,1}	Fe ⁺³ _{0,9}	Cr _{0,6}	Fe ⁺² _{11,6}	Ni _{0,4}	Mn _{0,2}	Mg _{146,1}	Ca _{0,7}	Na _{0,5}	K ₀	[O _{299,6} (OH) _{93,0} (CO ₂) _{57,4}]	450,0
N ₃ ^v	Si _{80,9}	Al _{1,4}	Fe ⁺³ _{3,9}	Cr _{0,5}	Fe ⁺² _{8,1}	Ni _{0,3}	Mn _{0,2}	Mg _{112,7}	Ca _{1,8}	Na ₀	K _{0,4}	[O _{283,8} (OH) _{37,5} (CO ₂) _{164,2}]	495,5
N ₄ ^v	Si _{60,0}	Al _{0,7}	Fe ⁺³ _{3,8}	Cr _{11,1}	Fe ⁺² _{0,9}	Ni _{0,3}	Mn _{0,7}	Mg _{138,0}	Ca ₀	Na ₀	K ₀	[O _{215,5} (OH) _{155,0} (CO ₂) _{114,4}]	484,9
N ₅ ^v	Si _{128,1}	Al _{1,6}	Fe ⁺³ _{1,6}	Cr _{0,5}	Fe ⁺² _{6,5}	Ni _{0,1}	Mn _{0,1}	Mg _{96,4}	Ca _{7,8}	Na _{0,6}	K _{5,1}	[O _{248,4} (OH) _{55,7} (CO ₂) _{59,6}]	363,7
N ₆ ^v	Si _{83,7}	Al _{3,2}	Fe ⁺³ _{1,8}	Cr _{0,5}	Fe ⁺² _{10,5}	Ni _{0,2}	Mn _{0,2}	Mg _{123,2}	Ca _{0,6}	Na _{0,3}	K _{0,2}	[O _{383,4} (OH) _{64,1} (CO ₂) _{105,0}]	552,5
N ₇ ^v	Si _{78,0}	Al _{3,7}	Fe ⁺³ _{0,2}	Cr _{0,5}	Fe ⁺² _{12,4}	Ni _{0,3}	Mn _{0,3}	Mg _{122,7}	Ca _{0,8}	Na _{0,3}	K ₀	[O _{363,5} (OH) _{93,7} (CO ₂) _{113,2}]	572,2

Эпидиастениты

N ₈ ^v	Si _{152,6}	Ti _{0,9}	Al _{49,0}	Fe ⁺³ _{6,8}	Fe ⁺² _{27,8}	Mn _{0,1}	Mg _{10,0}	Ca _{31,3}	Na _{20,2}	K _{2,2}	[O _{451,0} (OH) _{10,6} (CO ₂) _{0,5}]	492,0
N ₉ ^v	Si _{123,2}	Ti _{1,4}	Al _{43,8}	Fe ⁺³ _{8,1}	Fe ⁺² _{20,6}	Mn _{0,4}	Mg _{47,0}	Ca _{32,0}	Na _{6,5}	K _{5,8}	[O _{438,0} (OH) _{34,4} (CO ₂) _{20,3}]	491,8
N ₁₀ ^v	Si _{86,6}	Ti _{1,7}	Al _{58,0}	Fe ⁺³ _{6,7}	Fe ⁺² _{23,1}	Mn _{0,5}	Mg _{41,3}	Ca _{22,3}	Na _{5,6}	K _{5,0}	[O _{382,9} (OH) _{46,2} (CO ₂) _{37,9}]	467,0
N ₁₁ ^v	Si _{111,0}	Ti _{1,2}	Al _{50,7}	Fe ⁺³ _{4,1}	Fe ⁺² _{18,2}	Mn _{0,2}	Mg _{21,3}	Ca _{16,7}	Na _{15,3}	K _{10,5}	[O _{409,1} (OH) _{38,4} (CO ₂) _{49,5}]	497,0
N ₁₂ ^v	Si _{90,0}	Ti _{1,1}	Al _{37,0}	Fe ⁺³ _{10,4}	Fe ⁺² _{18,9}	Mn _{0,7}	Mg _{31,0}	Ca _{27,0}	Na _{3,5}	K _{12,4}	[O _{295,3} (OH) _{33,5} (CO ₂) _{63,4}]	494,2
N ₁₃ ^v	Si _{126,8}	Ti _{2,0}	Al _{44,3}	Fe ⁺³ _{7,4}	Fe ⁺² _{20,5}	Mn _{0,7}	Mg _{28,4}	Ca _{21,8}	Na _{7,1}	K _{12,9}	[O _{433,8} (OH) _{44,3} (CO ₂) _{38,9}]	517,0
N ₁₄ ^v	Si _{95,7}	Ti _{1,9}	Al _{47,0}	Fe ⁺³ _{6,2}	Fe ⁺² _{28,7}	Mn _{0,7}	Mg _{27,0}	Ca _{32,5}	Na _{4,3}	K _{10,1}	[O _{355,3} (OH) _{26,0} (CO ₂) _{41,9}]	463,2

Примечание. При расчете формул 4—7 исходными принимались тальк-карбонатные породы (анализ 2).

цами альбит-актинолит-карбонатные и альбит-актинолитовые породы.

Как следует из приведенной характеристики, орто- и эпидивениты различаются между собой по ряду геолого-петрографических признаков, что находит отражение в специфике их химизма (табл. 1).

Изучение метасоматической зональности, возникающей в процессе дивенитизации гипербазитов и вмещающих их пород, позволило выявить некоторые закономерности в изменении их состава. Как показали расчеты абсолютного количества атомов элементов в стандартном геологическом объеме пород (N^+), произведенные по атомно-объемной системе [4], формирование ортодивенитов сопровождалось привнесением растворами, обогащенными калием и углекислотой, Ca, Al, Fe^{+2} , частично Si, которые выносились из амфиболовых сланцев (табл. 1). Образование эпидивенитов происходило с привнесением магния, который мигрировал из гипербазитового субстрата. Как установлено расчетом баланса вещества, магний испытывал миграцию на всех стадиях процесса дивенитизации, вплоть до рудообразования. Обладая сильными поляризующими свойствами, магний, несомненно, способствовал разрушению комплексных соединений золота и выпадению его в самородном виде. К подобным выводам пришли некоторые исследователи [7] при изучении золотоносных скарнов.

Золотое оруденение в дивенитах локализуется в пределах трех сближенных рудных зон (рис. 1). Первая зона пространственно тяготеет к контакту эпидивенитов и ортодивенитов, где фиксируется дайка березитизированных гранит-порфиров. Висячем боку дайки дивениты интенсивно подроблены и содержат густую вкрапленность пирита, вместе с которым встречаются арсенопирит, галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит, самородное золото. Повышенным содержанием золота отличаются дивениты лежащего боку дайки гранит-порфиров, где сульфидная минерализация представлена пиритом, галенитом и сфалеритом. Золотоносной оказывается и залегающая здесь кварцевая жила.

Основным элементом морфологии второй золоторудной зоны является система трещин, приуроченных к восточному контакту дайки гранит-порфиров. В центральной части зоны в дивенитах отмечается невыдержанная по мощности безрудная кварцевая жила, рассекаемая более поздней жилой золотоносного кварца. При этом возникают зоны брекчирования шириной 10—30 см, характеризующиеся довольно высоким содержанием золота. Дивениты, вмещающие жилы, содержат множество тонких ветвящихся кварцевых прожилков, которыми особенно густо насыщены приальбандовые полосы. Рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит образуют в жилах и дивенитах гнездовые скопления, в отличие от кварцевых брекчий, где они рассеяны в цементирующей массе.

Дивениты третьей золоторудной зоны рассекаются серией параллельных прерывистых кварцевых жил мощностью 0,1—0,5 м.

Структурное положение золотооруденения в дивенитах, как видно из приведенных данных, определяется тесной связью его с дайками метасоматически измененных гранит-порфиров, сопровождающимися пучками невыдержанных по мощности кварцевых жил. Распределение золота носит четко выраженный «кустовой» характер. Встречается оно в ассоциации с сульфидами и вне связи с ними. Особенно тесной является связь золота с галенитом, на что нами уже обращалось внимание [3]. Сопоставление результатов пробирного и спектрального анализов 373 проб показало, что по мере увеличения содержания золота в дивенитах, отмечается возрастание частоты встречаемости в них не только свинца, но также серебра и висмута, входящих изоморфно в

решетку галенита. При этом свинец и серебро присутствуют во всех пробах, содержащих более 20 г/т золота.

Геолого-петрографическое и минералогическое изучение с привлечением минералогических наблюдений [3] позволяет рассматривать рудообразование в лиственитах как сложный, многоактный процесс, протекавший в условиях неоднократно возобновляющихся тектонических подвижек. Предварительно выделяются четыре этапа гидротермально-метасоматического процесса. Первый этап характеризуется формированием жил темно-серого сливного кварца. Во второй этап внедрились жилы молочно-белого среднекристаллического кварца, с которыми связана обильная пиритизация и графитизация лиственитов. Наиболее сложным и растянутым во времени представляется третий, собственно рудный этап минералообразования, состоящий, по крайней мере, из трех стадий минерализации, отделенных интравидными тектоническими подвижками: пирит-арсенопиритовой, золото-полиметаллической и золото-шеелитовой. Заключительный этап является безрудным и выражается в образовании кварцево-магнетитовых прожилков, секущих листвениты.

Золотоносные листвениты в ассоциации с ультраосновными породами известны в ряде районов Советского Союза [1, 2, 9] и за рубежом [6]. Нередко с образованиями этого типа связаны промышленные концентрации золота, которое, как и в изученных нами лиственитах, отличается крайне неравномерным распределением. Достаточно упомянуть, что «в змеевике, возникшем при гидротермальном изменении перидотита» округа Блюветт [6], содержание золота колеблется от 5 г до 16 кг на тонну.

Описанное золотооруднение в лиственитах по условиям геологоструктурного положения и характеру проявления окolorудных изменений хорошо сопоставляется с эксплуатирующимся ныне месторождением в Армении [8], что является еще одним доказательством перспективности нового генетического типа оруднения в Кузнецком Алатау.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский Н. И. и Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Metallurgizdat, 1947.
2. Бородаевский Н. И. и Панова В. В. Золотоносные листвениты Маралихинского месторождения в Южном Алтае. Тр. ин-та ЦНИГРИ, вып. 25, 1958.
3. Гончаренко А. И. Новые данные о золотоносности северной части Кузнецкого Алатау. В сб.: «Вопросы геологии месторождений золота Сибири», изв. ТПИ, т. 134, 1968.
4. Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., 1968.
5. Кашкай А. М., Аллахвердиев Ш. И. Листвениты, их генезис и классификация. Баку, 1965.
6. Конолли Д. Ж. Мезотермальные месторождения золота. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США», 1937.
7. Коробейников А. Ф. Контактново-метасоматические и гидротермальные образования золоторудного поля «Коммунар». Изв. ТПИ, т. 134, 1968.
8. Саркисян Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения. Тр. первой конференции по окolorудному метасоматизму, М., 1966.
9. Селимханов Н. М. К вопросу о золотоносности лиственитов и других гидротермально-измененных пород Азербайджана. Уч. зап. госуниверситета им. С. М. Кирова, № 2, 1961.

Томский университет.